

Die 1. Chinesisch-Deutsche Kuen-Luen-Taklamakan-Expedition

Hövermann, Jürgen

Veröffentlicht in:
Jahrbuch 1988 der Braunschweigischen
Wissenschaftlichen Gesellschaft, S.11-16



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

15.1.1988 in Braunschweig

Die 1. Chinesisch-Deutsche Kuen-Luen-Taklamakan-Expedition

Von **Jürgen Hövermann**

Anhand von Lichtbildern wurde über Verlauf und wissenschaftliche Ergebnisse der deutsch-chinesischen Gemeinschaftsexpedition berichtet, die in den Monaten September, Oktober und November 1986 in die nördlichen Randketten des Kuen-Luen und in die Takla-Makan führte. Die Expeditionsbeobachtungen betreffen den Bereich zwischen 89° (Querung der Randkette des Kuen-Luen von Nord nach Süd) und 80° östl. Länge; spezielle Untersuchungen wurden im Bereich des Keriya zwischen 81° und 83° östl. Länge sowie 36° und 39° nördl. Breite durchgeführt. Beteiligt waren auf deutscher Seite die Geogr. Institute der Universitäten Köln (H. Besler), Göttingen (E. Hövermann, J. Hövermann) und Berlin (J. Hofmann, D. Jäkel), auf chinesischer Seite das Desert Research Institut der Akademie Sinica in Lanshow (Prof. Zhou Zhenda und Mitarbeiter). Die Organisation lag auf deutscher Seite in den Händen von Prof. Dr. Dieter Jäkel, Berlin, auf chinesischer Seite in den Händen von Prof. Zhou Zhenda, Lanshow.

Da die Forschungsgenehmigung nur den Bereich nördlich des Kuen-Luen-Kammes deckte, konnten auf der Anfahrt von Lanshow bis zur Überquerung des Kuen-Luen-Kammes nur passim Beobachtungen gemacht werden. Sie bestätigten die Befunde der 1. chinesisch-deutschen Tibet-Expedition über das Ausmaß der letzteiszeitlichen Vergletscherung in der Umrahmung der Tsaidam-Depression und die Existenz eines ausgedehnten letzteiszeitlichen Sees in diesem Becken. Erstmals wurde dieses vorzeitliche Seebecken mit seinen heute winderodierten und mutmaßlich salztektonisch deformierten Sedimenten von 95° östl. Länge bis 91° östl. Länge etwa längs 38° nördl. Breite durchquert. In den Randbereichen des Beckens drängte sich mehrfach der Eindruck auf, daß Spuren einer weiterreichenden älteren Vergletscherung vorhanden sind, die erheblich über die letzteiszeitliche Vergletscherung hinausreichte, ohne daß Gelegenheit gegeben war, diesen Beobachtungen näher nachzugehen.

Die Überquerung des Kuen-Luen-Kammes bei 89° östl. Länge in etwa 4000 m NN ließ in den Lagen zwischen 3600 m und 4000 m zunächst keine Spuren ehemaliger Vergletscherung erkennen. Im Abstieg nach Norden durch die steilwandigen, extrem schmalen Wüstenschluchten zeigte sich dagegen in zahlreichen Aufschlüssen eine Verzahnung von moränischem und glazifluviatilen Material, dem sich in tieferen Lagen mehr und mehr Takla-Makan-Sande zwischenlagerten. Die äolisch überarbeiteten und in Sandschwemmebenen transformierten beckenwärts anschließenden (glazifluviatilen?) Schwemmfächer reichen hier bis 1000 m abwärts. Zwischen diese Schwemmfächer und das geschlossene Dünenfeld der Takla-Makan schaltet sich bei Ruqiang (39° n.Br., 88° ö.L.) ein bis zu 50 km breites „Urstromtal“ ein, das, vielfach durch Stillwasser-Absätze ausgezeichnet und von Dünenfeldern besetzt, bis 85° ö.L. und 38° n.Br. zu verfolgen ist. Als dünenfreier Bereich zwischen dem geschlossenen Dünenfeld der Ta-

kla-Makan im Nordwesten und einzelnen Dünenkomplexen im Südwesten zieht es sich weiter bis Minfeng (83° ö.L., 37° n.Br.) und erreicht hier eine Höhe von 1400 m NN.

Zwischen 87° und 86° ö.L., 38°20' und 37°40' n.Br., werden die glazifluviatilen Schwemmfächer im Gebirgsvorland häufig von Blockhaufen und Einzelblöcken durchragt, die auf eine ältere, weiter ins Vorland hineinreichende Vergletscherung hindeuten. Diese mutmaßlich aus überarbeiteter Grund- und Endmoräne hervorgegangenen erratischen Materialien liegen durchweg in 1400 m bis 1500 m Höhe. Ein ausgeprägtes Jungmoränenfeld liegt dagegen bei 86° ö.L. und 37°40' n.Br. in 1800 m bis 2000 m NN; an dieses schließen nach Norden ausgedehnte glazifluviatile Schotterfluren an, die mehrfach durch die aktuellen Wüstenschluchten in den vertikalen Schlucht-Wänden aufgeschlossen sind. Hier tritt an der Basis der Ablagerung gelegentlich Grundmoräne auf; die hangenden glazifluviatilen Schotter lassen generell eine Tendenz zu abnehmender Korngröße (entsprechend einem allmählichen Gletscherrückgang) erkennen; doch deutet die mehrfache Abfolge gröber-feiner zugleich ein Oszillieren des Eisrandes an.

Hier wie auch an anderen Stellen zwischen 86° und 80° ö.L. sind in den glazifluviatilen Schüttungen mehrere Frostkeilhorizonte in Gestalt von Sandkeilen vorhanden. Solche Frostkeilspaltennetze überziehen auch die Oberfläche der Schotterkegel. Sie haben generell eine Tiefe von etwa 1 m bei einer Weite von ca. 50 cm an der Oberkante und zeigen an, daß während und nach der fluvioglazialen Aufschüttungsphase mehrfach Dauerfrostboden vorhanden war. Das läßt bei Annahme einer mittleren Jahrestemperatur von unter -2° Celsius als Voraussetzung für einen Dauerfrostboden und einer heutigen mittleren Jahrestemperatur von +8-9° Celsius in den hier zur Diskussion stehenden Höhenlagen von etwa 1500 m auf eine eiszeitliche Absenkung der Jahresmitteltemperatur von mindestens 10-11° Celsius schließen.

Die Untersuchungen längs des Keriya wurden von Lagern in der Hochregion, in der Oase Pulu und im Binnendelta des Keriya bei 81°50' ö.L., 39°20' n.Br. sowie von Yütian aus in Arbeitsgruppen durchgeführt. Für die Hochlager-Gruppe standen die mutmaßlich holozänen und historischen Gletscherstände im Vorfeld der aktuellen Gletscher sowie die Periglazial-Phänomene der Hochregion über 4000 m im Vordergrund; die Pulu-Gruppe bearbeitete die letzteiszeitlichen Eisrandlagen und die anschließenden glazifluviatilen Schotterkegel nebst der Verlagerung der eiszeitlichen Formungsregionen nach unten; von Yütian aus ergaben sich Befunde über ältere Eisrandlagen, über aktuelle Quellhorizonte in 1450 m und 1480 m NN und über die Genese der Dünenfelder; der Vorstoß in das Zentrum der Taklamakan ermöglichte die Aufnahme der Keriya-Terrassen in ihrem Verhältnis zu Dünenbildungen und zur aktuellen Vegetation.

Ausgehend von dem wohlentwickelten Zungenbecken bei Pulu, dessen Rand bei 81°30' ö.L. und 36°12' in etwa über 2400 m NN gelegen ist, lassen sich talabwärts mehrere Zungenbecken unterscheiden, an die jeweils eine glazifluviatile Schotterflur anschließt. Diese Schotterfluren haben, jeweils von dem gebirgseinwärts gelegenen jüngeren Eisrand ausgehend, das jeweils ältere Becken verfüllt. Dabei ist die jüngere Schotterflur jeweils in die ältere eingelagert, so daß sich insgesamt ein System von Terrassen innerhalb des Gebirges ergibt, das durch die aktuelle Wüstenschlucht tief und steilwandig eingeschnitten ist. Am Gebirgsrande fächern diese Schotterfluren kegelför-

mig aus. Sie bilden ineinandergeschachtelte Schwemmfächer, deren Abstand sich vom Gebirge weg ständig vermindert, bis sie in 1400 m bis 1450 m Höhe endgültig zusammenlaufen. Damit stellen sie Teilfelder einer insgesamt glazigenen Aufschüttung dar und erweisen alle untersuchten Moränenstände als der gleichen Eiszeit zugehörig.

Der höchste Schwemmfächer setzt im Anschluß an Moränenmaterial in 2000 m bis 1800 m Höhe am Gebirgsrand an; der unterste und jüngste bei Pulu innerhalb des Gebirges bei 2450 m. Die horizontale Distanz beträgt etwa 30 km. Aber auch unterhalb 1800 m ist gelegentlich noch moränisches Material dank des Baues von Bewässerungskanälen unterhalb des ältesten Schotterkörpers aufgeschlossen. Die aktuelle Überformung geschieht zwischen 2000 m und 1400 m mit der Tendenz zur Bildung von Sand-schwemmebenen; die Wüstenschluchten-Zerschneidung nimmt die Höhenstufe zwischen 2000 m und 3000 m ein. Darüber dominieren bereits die Prozesse der Auflagerung lößähnlicher äolischer Sedimente und der Frostbodenversetzung.

Eiszeitliche Nivationsformen in Gestalt von Nivationstrichtern bestimmen trotz der Abmilderung der Formen infolge von Frostverwitterung und Solifluktion noch weitgehend das Landschaftsbild oberhalb 3300 m; um 4000 m hebt sich dann deutlich das Niveau der eiszeitlichen Kare ab, so daß sich die Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze mit zwei Methoden, nämlich einmal mit der Mittelung aus tiefstgelegenen Moränen und Gipfelhöhen des Einzugsgebietes, zum anderen aus dem Karniveau bestimmen läßt. Beide Bestimmungen ergeben 3800 m bis 4000 m; bei einer aktuellen Höhenlage der Schneegrenze von ca. 5200 m (in Nordexposition) errechnet sich eine eiszeitliche Herabdrückung der Schneegrenze um 1200 m bis 1400 m, entsprechend einer Absenkung der Sommertemperaturen um 6°–8° Celsius.

Außer den an die jeweiligen Eisrandlagen anschließenden glazigenen Schotterfluren des Jungmoränenkomplexes zwischen 2000 m und 2450 m sind bei Pulu selbst mächtige Schotterkörper (mehr als 60 m) vorhanden, die teilweise durch die Gletscher ausgeräumt worden sind, und die stellenweise von Moränenmaterial überlagert werden. Sie geben sich damit als proglaziale Schüttungen zu erkennen, die vor dem vorstoßenden Gletscher abgelagert, später teilweise wieder erodiert oder vom Eis überfahren wurden. Aus feinkörnigen Sedimenten innerhalb dieses Schotterkörpers liegt eine Serie von kohärenten Thermolumineszenz-Datierungen des Ing. Lee vor, die für die hangenden Feinsedimente des Schotterkörpers ein Alter von etwa 31000 Jahren b.p. ergeben haben. Damit ist die Gesamtheit der Eisrandlagen des Jungmoränenkomplexes zeitlich eingeordnet. Sie entspricht mit großer Genauigkeit dem europäischen Hoch- und Spätglazial. Die von uns gewählte Bezeichnung „Pulu-Stadium“ für die letzte bedeutende Eisrandlage dieser Eiszeit soll zum Ausdruck bringen, daß wir dazu neigen, sie für zeitgleich mit dem Pommerschen Stadium der europäischen Weichsel-Vereisung zu halten.

Während sich Moränenmaterial wie Schotter dieser letzten Eiszeit durch frische des Materials auszeichnen, haben ältere Grundmoränen und Schotter eine erhebliche Umwandlung durch Frost- und (mutmaßlich) Salzverwitterung erfahren. Ein solches älteres Moränenfeld liegt östlich von Yütian und ist bis etwa 30 km Entfernung untersucht worden. Dabei ist die Grundmoräne teilweise durch Schotterdecken der letzten Eiszeit

verhüllt und durchragt diese nur in isolierten Blockhaufen und residualen Moränenkuppen, teilweise ist sie von Sand eingedeckt, wobei die Blöcke und Schotter erheblich windgeschliffen worden sind, teilweise ist sie, am Rande von Zungenbecken, mit der anschließenden Schotterflur gut erhalten.

Immer sind die groben Komponenten stark verwittert; vielfach sind Schotter und Blöcke wie mit dem Eierschneider in Scheiben zerlegt; generell haben die Schotter wie die Blöcke ihre weitgehende Rundung eingebüßt und zeichnen sich durch scharfe Kanten an den Bruchflächen aus. Dabei lassen sich häufig die einzelnen Bruchstücke ohne sonderliche Schwierigkeit zu dem ursprünglich wohlgerundeten Schotter oder Block zusammensetzen. Stellenweise allerdings ist die Zerlegung bereits zu einem scharfkantigen Gesteinsdetritus von überwiegend 1–2 cm Länge fortgeschritten. Die Höhenlage dieser Moränen-Ablagerungen und Moränenformen um 1450 m NN, d.h. etwa 400 m unter den Endmoränen der letzten Vereisung, würde eine zusätzliche Absenkung der Schneegrenze um etwa 200 m erfordern. Das entspricht sehr gut dem Unterschied zwischen der Höhenlage der Schneegrenze während des Höchststandes der letzten und während des Höchststandes der vorletzten Vereisung, so daß die Einordnung dieser Grund- und Endmoränen in eine der alpinen Riß-Vereisung entsprechende Eiszeit berechtigt erscheint. Zu dieser Zeit stießen die Gletscher aus dem Kuen-Luen offenbar etwa 50 km weiter in das Tarim-Becken vor als während der letzten Eiszeit.

Von besonderem Interesse ist dabei der Kontakt dieser Moränen zum Liegenden. Die ausweichlich des petrographischen Bestandes teilweise aus den Randketten, teilweise aus den Zentralketten des Kuen-Luen stammenden Geschiebe, von denen die Gneise und Granite sowie die kristallinen Schiefer am stärksten, die Basalte am wenigsten verwittert sind, liegen nämlich Sanden mit deutlicher Dünenschichtung auf; teilweise ist solcher Sand in den Moränenkomplex aufgenommen. Daraus ist zu folgern, daß während dieser älteren Vereisung die Gletscher aus dem Kuen-Luen bis in das Dünenfeld der Taklamakan vorgestoßen sind, während sie während der letzten Vereisung den Gebirgsrand kaum überschritten haben. Im Anschluß an die Grundmoräne und die Zungenbecken haben die glazifluviatilen Schotterfluren die Dünenlande ebenflächig gekappt. Östlich Yütian sitzen hohe Sterndünen (mehr als 40 m) einer solchen Einebnungsfläche auf.

Die Weiterverfolgung des Keriya-Laufes etwa 250 km weit bis ins Zentrum der Takla-Makan brachte zunächst die Erkenntnis, daß sich die Schüttungen der letzten Eiszeit nicht über Yütian hinaus verfolgen lassen. Das Zusammenlaufen der Schwemmfächer bei 1400 m bis 1450 m kennzeichnet zugleich den Bereich, an dem die Schotter aus dem Gebirge enden. Im Oasengürtel treten nunmehr feinkörnige, kalkhaltige Sedimente auf, die feingeschichtet und mehrfach mehr als 20 m mächtig aufgeschlossen sind. Das deutlich gegen das Dünenfeld abgesetzte Keriya-Tal beginnt als neue Form unterhalb Yütian, fast genau bei 37° n.Br. Hier regeneriert sich der Keriya, der oberhalb Yütian abgeschen von den Bewässerungskanälen völlig trocken liegt, aus einer Serie starker Quellen, die ihre Quellnischen mehrere Kilometer weit in einer Wechselagerung aus Schotter und Sanden mit einzelnen Silt-Zwischenlagen zurückverlegt haben.

Das etwa 1 km breite Flußbett wird in der Takla-Makan von einem Terrassensystem gesäumt, so daß der fluviatil gestaltete Bereich insgesamt eine Breite bis zu 10 km einnimmt. Generell unterscheidbar sind drei Terrassen in unterschiedlicher Höhe, die wegen ihres charakteristischen Erscheinungsbildes als Dünen-Terrasse, Tamarisken-Terrasse und Pappel-Terrasse bezeichnet wurden. Die höchstgelegene, älteste Terrasse ist vielfach stark winderodiert und in Deflationswannen zerlegt; auf ihr befinden sich (daher der Name) niedrige helle Dünen. Die Tamarisken-Terrasse ist von Tamarisken-Hügeln (bis 4 m hoch) besetzt. Auf der Pappel-Terrasse stehen, zumindest nahe am Binnendelta, lichte Pappelbestände unterschiedlichen Alters. In Flußbettnähe hebt sich noch eine niedrige, schilfbestandene Stufe ab, die auch als Schilfterrasse bezeichnet wurde. Sie stellt das Flußbett bei mittlerem Abkommen des Flusses dar, während die Pappel-Terrasse offensichtlich den Überflutungsbereich bedeutender Hochwässer kennzeichnet: Offenbar erfolgt die Ansammlung der Pappeln bei solchen Hochwässern, denn die Bestände zeichnen sich jeweils durch nahezu gleiche Stammdicke und damit nahezu gleiches Alter aus. Die Pappel-Terrasse geht in das aktuelle Delta des Keriya über, das sich von 38°20' bis 39° n.Br. um 82° ö.L. herum ausdehnt.

Während die Pappel-Terrasse – teilweise in mehreren Stufen – einen aktuellen Süßwasserbereich kennzeichnet, besteht die Tamarisken-Terrasse aus salzhaltigen Sanden. Die gleichen salzhaltigen Sande finden sich auch im Deltabereich des Keriya als Sockel mit ebener Oberfläche unter den aktuellen Dünen: dabei entspricht die Höhenlage dieser Sockelfläche etwa der Höhenlage der Tamariskenterrasse, so daß man daraus wohl auf eine Phase salinar-aquaticher Entwicklung in der Taklamakan schließen kann. Diese Phase ist älter als die aktuelle Süßwasserphase, die nach unserer Abschätzung eine nur wenige Jahrhunderte zurückreichende Periode stärkerer Wasserführung des Keriya und damit eine Aussüßung des aktuellen Binnendeltas in einem ehemals salinaren Bereich kennzeichnet. Den noch mehrere hundert Kilometer weiter nach Norden verfolgbar älteren Lauf des Keriya bis zum Anschluß an den Tarim kann man mit einer vorhergehenden, noch bedeutenderen Feuchtphase in Zusammenhang bringen, die nach der ptolemäischen Darstellung der Sacarum regio, des Tarim-Beckens und nach einer chinesischen Karte aus der Han-Zeit etwa auf die Zeitenwende zu datieren ist.

Im Unterschied zu der salinaren Phase (spät- bis nacheiszeitlich?) und der aktuellen und historischen Süßwasserphase zeichnen sich die eiszeitlichen Ablagerungen längs des Keriya durch ein kalkhaltiges Milieu aus. Das gilt nicht nur für die kalkhaltigen feinkörnigen Sedimente im Oasenbereich, sondern auch für die einzige hochgelegene (20 m) Terrasse, die längs des Keriya an der Basis der aktuellen hohen roten Dünen gefunden wurde. Ihr Alter beträgt nach einer inzwischen erfolgten C₁₄-Bestimmung etwa 28000 Jahre b.p.

Die Trockengebiete der Erde und insbesondere die Wüsten Zentralasiens wie die aus ihnen aufragenden Gebirge haben lange Zeit als klimatisch stabile Räume gegolten, in denen sich die Klimaänderungen während der Eiszeiten nur sehr abgeschwächt bemerkbar gemacht haben. Die vorstehenden Ausführungen bemühen sich um den Nachweis, daß sich die Eiszeiten nicht nur im Randbereich sondern auch im Zentrum

eines durch seine Beckenlage im Herzen des größten Kontinentes scheinbar zu großer klimatischer Stabilität prädestinierten Gebietes nachhaltig bemerkbar gemacht haben. Die am Schluß stehenden Ausführungen mögen darüber hinaus anzeigen, daß auch im Holozän und sogar in historischer Zeit noch mit fühlbaren Schwankungen mindestens der Feuchtigkeitsverhältnisse zu rechnen ist.